

ОКЕАНОЛОГИЯ
OCEANOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-10-27>
УДК 551.46.062.4



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

**ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК
ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ПРОЛИВА ШОКАЛЬСКОГО ПО
РЕЗУЛЬТАТАМ НАБЛЮДЕНИЙ
НА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОМ СТАЦИОНАРЕ
«ЛЕДОВАЯ БАЗА МЫС БАРАНОВА» В 2018–2019 гг.**

Н.И. САВЕЛЬЕВА¹, Е.Д. ДОБРОТИНА^{2}, С.Б. КУЗЬМИН², А.Ю. ИПАТОВ²,
А.Б. ГОНЧАРОВА³, А.П. НЕДАШКОВСКИЙ^{1,2}*

¹ — Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

² — ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт Санкт-Петербург, Россия

³ — Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

**e_dobrotina@yahoo.com*

Резюме

В соответствии с программой систематического долгосрочного мониторинга климата Арктики на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» в 2018–2019 гг. в проливе Шокальского выполнено наблюдение гидрохимических характеристик поверхностных вод и проведен анализ причин их временной изменчивости. Выделены 4 фазы изменчивости характеристик поверхностных вод, обусловленных влиянием речного стока, процессами вертикального перемешивания, образования и таяния льда и функционированием фитопланктона в весенне-летний период. Выполнена оценка доли речных и талых вод в составе поверхностного слоя вод пролива: доля речных вод в столбе воды составляет ~ 4 %, для талых вод этот показатель близок к нулю. В периоды сильного распреснения поверхностных вод (май — июль) доля речных вод достигает десяти и более процентов.

Ключевые слова: биогенные элементы, Карское море, кислород, поверхностные воды, пролив Шокальского, речные воды, щелочность, рН.

Для цитирования: Савельева Н.И., Добротина Е.Д., Кузьмин С.Б., Ипатов А.Ю., Гончарова А.Б., Недашковский А.П. Изменчивость гидрохимических характеристик поверхностных вод пролива Шокальского по результатам наблюдений на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» в 2018–2019 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 1. С. 10–27. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-10-27>.

Поступила 15.11.2020

После переработки 05.02.2021

Принята 08.02.2021

**VARIABILITY OF SURFACE WATER HYDROCHEMICAL
CHARACTERISTICS IN THE SHOKALSKY STRAIT BASED
ON THE RESULTS OF OBSERVATIONS
AT THE “CAPE BARANOV ICE BASE” IN 2018–2019**

NINA I. SAVELIEVA¹, ELENA D. DOBROTINA^{2}, SERGEY B. KUZMIN²,
ALEXANDER YU. IPATOV², ANASTASIA B. GONCHAROVA³,
ALEXANDER P. NEDASHKOVSKY^{1,2}*

¹ — *V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok, Russia*

² — *State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia*

³ — *Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

**e_dobrotina@yahoo.com*

Summary

In connection with the progressing climate change in the Arctic, it is extremely important to conduct systematic long-term monitoring in the high-latitude Arctic. An important place in the network of monitoring stations is occupied by the research Station «Cape Baranov» Ice base», located on Severnaya Zemlya (in the area of the Shokalsky Strait). The article presents the results of hydrochemical observations at the Ice base from December 02, 2018 to July 15, 2019. 35 hydrochemical stations were operated from the ice of the strait in the seawater layer of 0–110 m. A significant temporal variability of the characteristics in the upper layer (0–10 m) has been recorded. Four phases of variability of the hydrochemical parameters (HP) have been identified. In December (phase 1) the HP values indicate the presence of surface waters, the origin of which we associate with the transformed river waters (TRW) of the Ob and Yenisei, coming from the Kara Sea. From January to mid-April (phase 2) the highest salinity levels and homogeneous HP are observed due to intensive vertical mixing of waters in the autumn-winter period. At the end of April — May (phase 3) there is a slight desalination of the surface layer in the Shokalsky Strait, with HP pointing to the presence of TRW. From June to July, 15 (4th phase), there is a sharp decrease in the salinity, an increase in oxygen and pH, as well as a drop in the concentration of all the biogenic elements. Such HPs indicate both additional desalination from ice and snow melting and the beginning of phytoplankton bloom. An estimation has been carried out of the proportion of TRW and waters formed during sea ice melting. The average integral proportion of TRW in the water column is ~ 4 %, and for melt water this indicator is close to zero. The influence of ice formation on the hydrochemical characteristics of the surface layers is most noticeable in the 1st and 3rd phases. During the period of strong desalination of the surface waters (May — July), the TRW proportion can reach 10 % or more. From July, the contribution of the melting of sea ice is comparable to that of TRW.

Keywords: alkalinity, dissolved oxygen, Kara Sea, nitrate, pH, river water, salinity, silicate, Shokalsky Strait, surface waters, temperature.

For Citation: *Savelieva N.I., Dobrotina E.D., Kuzmin S.B., Ipatov A.Yu., Goncharova A.B., Nedashkovsky A.P.* Variability of surface water hydrochemical characteristics in the Shokalsky strait based on the results of observations at the “Cape Baranov Ice Base” in 2018–2019. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (1): 10–27. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-10-27>

Received 15.11.2020

Revised 05.02.2021

Accepted 08.02.2021

ВВЕДЕНИЕ

Активное освоение Арктики в последнее десятилетие вызывает острую необходимость мониторинга широкого комплекса параметров состояния системы атмосферы

ра–суша–ледяной покров–океан. В связи с этим большую актуальность приобретают круглогодичные натурные наблюдения с упором на изучение особенностей развития сезонных процессов и формирования межгодовых изменений.

Одним из ключевых мест для проведения комплексных исследований в Арктике являются станции, расположенные на арктических архипелагах, одной из которых является научно-исследовательский стационар «Ледовая база Мыс Баранова». Стационар расположен на берегу пролива Шокальского, разделяющего острова Большевик и Октябрьской Революции архипелага Северная Земля, вблизи мыса Баранова (рис. 1) в координатах $79^{\circ} 16' \text{ с. ш.}$, $101^{\circ} 45' \text{ в. д.}$ После расконсервации станции в 2013 г. на ней ежегодно проводится мониторинг состояния природной среды, который предусматривает детальное исследование океанографических параметров. Однако до сих пор нет публикаций, посвященных исследованию гидрохимических особенностей структуры вод.

Водообмен между Карским морем и морем Лаптевых является важным звеном в пресноводном балансе Северного Ледовитого океана. Как отмечают авторы работы [1], пресная вода, попадающая в Северный Ледовитый океан, проходит многократные фазовые превращения «вода — лед», которые влияют на время пребывания поступающей пресной воды и на формирование стока пресной воды. Эти процессы составляют своего рода внутренний арктический гидрологический цикл, действующий вместе с внешним циклом, который составляют процессы поступления пресной воды в Арктику, ее стока в СЛО и далее в Северную Атлантику [2]. Важным вопросом в исследовании поверхностных вод Арктического бассейна является также происхождение и характеристики структуры поверхностного слоя вод Арктического бассейна. Решающими для состояния Арктического бассейна являются зимние характеристики распределения термохалинных элементов поверхностного слоя и галоклина [3].

Основными целями наших работ на стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» в 2018–2019 гг. было получение на систематической основе информации о гидрохи-

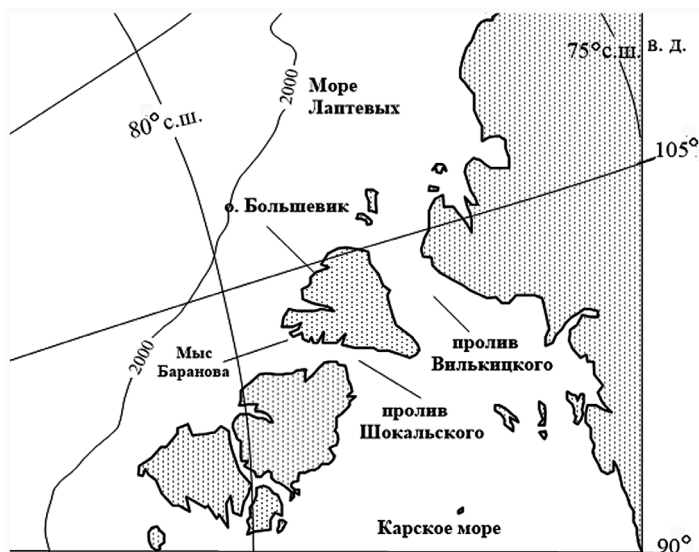


Рис. 1. Расположение стационара «Ледовая база Мыс Баранова»

Fig. 1. “Cape Baranov Ice Base” location

мических характеристиках вод в проливе Шокальского в объеме, необходимом для описания внутригодовой изменчивости этих характеристик и для использования их в качестве маркеров при изучении процессов распространения и трансформации вод и водообмена между Карским морем и морем Лаптевых.

Поверхностный слой Арктического бассейна в значительной степени формируется под влиянием стока великих сибирских рек. Это особенно относится к Карскому морю и к морю Лаптевых [4, 5]. В Карское море поступают воды крупнейших сибирских рек Обь и Енисей, которые благодаря Западно-Таймырскому течению выносятся за границы моря через проливы. Архипелаг Северная Земля служит восточной границей, разделяющей воды Карского моря и моря Лаптевых, а проливы Вилькицкого и Шокальского играют важную роль в их водообмене и транспорте «карских» вод на восток. Весной и летом в центральной части моря формируется циркуляция вод, которая аккумулирует речные воды, поступающие в период наиболее интенсивного стока. В последующий период часть этих распредельных вод перемещается в восточном направлении с прибрежным течением вдоль сибирского побережья. Часть этого течения поворачивает на север у о. Русский, достигает пролива Шокальского и следует вдоль берегов Северной Земли, а затем, несколько отклоняясь к северо-западу, замыкает северо-восточный круговорот. Скорости постоянных течений колеблются от 5 до 15 см/с. Публикации по течениям в Карском море и водообмене «карских» вод с морем Лаптевых в основном касаются отдельных районов моря в теплое время года [6, 7]. Данные по циркуляции вод в проливе Шокальского отсутствуют, поэтому мы в своих исследованиях опирались на данные численного моделирования течений и водообмена. По результатам численного моделирования перенос вод в летний период через проливы Шокальского и Вилькицкого составляет 0,51–0,7 Sv [8].

В период, когда море покрыто льдами и ветровое воздействие на водную поверхность отсутствует, основными действующими силами, поддерживающими систему постоянных течений, являются поле плотности, приливы и водообмен с прилежащими акваториями. В [9] по результатам моделирования показано, что в осенне-зимний период большое количество речных вод присутствует в районе пролива Вилькицкого и вдоль западных берегов Северной Земли, а пресные воды, покинувшие Обь-Енисейский район в мае–июне, обнаруживаются в проливе Шокальского в октябре–декабре. Таким образом, поверхностные воды пролива Шокальского должны представлять собой смесь арктических поверхностных вод и поверхностных вод Карского моря, формирующихся под сильным влиянием вод материкового стока.

Ледовая обстановка в зимний период в проливе Шокальского меняется от года к году. Согласно наблюдениям за ледовыми условиями в проливе Шокальского на стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» в период с 2014 по 2020 г. было отмечено как полное перманентное покрытие льдом акватории пролива, так и частичное покрытие пролива льдом с наличием значительных участков открытой воды в различные зимние периоды. Наличие значительных участков открытой воды в проливе в отдельные зимние периоды связано в основном с двумя причинами. Первая причина — это позднее льдообразование в проливе, вторая причина связана с действием постоянных сильных ветров западного и северо-западного направлений, способствующих постоянному взламыванию льда. В результате постоянного льдообразования в местах взламывания льда поверхностный слой подвергается значительному осо-

лонению. Согласно наблюдениям, полученным на стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» повышенная соленость на данных участках сохраняется на протяжении всего зимнего периода.

Необходимо отметить, что наши наблюдения, используемые для написания статьи, проводились в зимний период, когда акватория пролива была практически полностью покрыта льдом на протяжении всего зимнего сезона.

Главная задача данной статьи — анализ причин изменчивости гидрохимических параметров верхнего 10-метрового слоя вод пролива Шокальского, наблюдаемой с начала зимы до середины лета. Гидрохимические характеристики существенно дополняют информацию о процессах, происходящих в водных массах, позволяют определить районы формирования водных масс и проследить пути их распространения. Основная трудность в использовании гидрохимических характеристик заключается в их неконсервативности. Это обстоятельство в значительной степени может быть компенсировано рассмотрением изменчивости гидрохимических характеристик в тесной связи между собой. Полученные в этой статье результаты внесут свой вклад в изучение особенностей развития сезонных процессов в Северном Ледовитом океане.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Гидрохимические исследования выполнялись в стационарной лаборатории «Ледовой базы Мыс Баранова».

Учитывая суровые климатические условия в районе станции (полярная ночь с 22 октября по 22 февраля, а полярный день — с 22 апреля по 22 августа; на протяжении полугода припайный лед; 3–4 месяца пролив забит дрейфующим льдом сплошностью более 5 баллов, и 2–3 месяца наблюдается открытая вода или 3–4-балльный дрейфующий лед [10]), гидрохимические наблюдения на станции в проливе Шокальского выполнялись с 02 декабря 2018 г. по 15 июля 2019 г. один раз в неделю. Всего выполнено 35 гидрохимических измерений в точке, расположенной в двух километрах от м. Баранова. Глубина в месте проведения наблюдений составляла 112 м. Первые пять измерений выполнены в поверхностном слое с помощью стеклянной бутылки объемом 1 л, которая открывалась на нужном горизонте (2,5, 5,5 и 10,5 м). На каждом горизонте выполнялись 2 серии взятия проб. Из 1-й бутылки вода с помощью сифонной трубки в салоне снегоболотохода переливалась в лавсановую бутылку объемом 0,5 л с соблюдением мер предосторожности, исключающих газообмен с атмосферой для последующего определения pH, силикатов и общей щелочности. 2-я полностью заполненная бутылка предназначалась для последующего определения кислорода, фосфатов, нитратов и нитритов. Пробы воды отбирались сразу после гидрологического зондирования и помещались в ящик с термоизоляционными стенками. Время взятия проб воды с трех указанных горизонтов составляло не более 50 мин. Время транспортировки в гидрохимическую лабораторию составляло около 20 мин. Кислородная склянка заполнялась водой из 2-й бутылки с помощью сифонной трубки в гидрохимической лаборатории.

Начиная с 30 декабря 2018 г., когда на месте выполнения наблюдений был поставлен отапливаемый гидрологический терминал, пробы морской воды отбирались батометрами Нискина емкостью 5 л на стандартных горизонтах. Пробы для определения биогенных веществ и pH отбирали в темные лавсановые бутылки емкостью 0,5 л. Пробы на pH отбирались сразу после отбора на кислород с предосторожностями, принятыми при отборе проб для определения содержания газов. Время отбора

проб на станции составляло, как правило, 3 ч. Измерения выполнялись сразу после окончания станции.

Измерения концентраций биогенных элементов и кислорода по Винклеру выполнялись по стандартным гидрохимическим методикам [11]. Колориметрирование окрашенных проб выполнялось на отечественном фотометре КФК-3. Степень насыщения кислородом рассчитывалась по Вейсу. Величина pH определялась потенциометрически с помощью преобразователя SEVEN MULTI S80-K (Mettler Toledo, Швейцария) в закрытой (исключающей обмен CO_2 с атмосферой) термостатированной ячейке при $15,0\text{ }^\circ\text{C}$ (термостат-циркулятор F-12 Julabo, Германия). Калибровка измерительного электрода выполнялась по буферным растворам, приготовленным из стандартов 1-го разряда, поставленных нам институтом метрологии ВНИИФ-3. Использовались фосфатный и тетраборатный буферные растворы с величинами pH при $25,0\text{ }^\circ\text{C}$ $6,857\pm 0,004$ и $9,179\pm 0,004$ соответственно. Конструкция измерительной ячейки и подробное описание процесса измерения представлены в [12]. Ячейка заполнялась морской водой с помощью сифонной трубки сразу после открытия соответствующей бутылки. Достижение температуры термостатирования контролировалось электронным термометром GTH 175/Pt (точность измерения $0,1\text{ }^\circ\text{C}$, GNM-Greisinger, Германия), находящимся в измерительной ячейке. Единственным отличием было то, что при измерении pH морской воды использовался комбинированный стеклянный электрод ЭСК 10601 (Россия).

Щелочность определялась методом прямого титрования соляной кислотой со смешанным индикатором по Бруевичу [11]. Объем титруемой пробы составлял 50 мл. Калибровка выполнялась по раствору карбоната натрия, приготовленному по точной навеске. Для титрования использовалась калиброванная бюретка 10 мл с автоматическим нулем с точностью снятия показаний $0,01$ мл. Дозирование раствора выполнялось с помощью магнитного клапана от блока автоматического титрования БАТ-15. Ошибка определения щелочности морской воды составляла $0,004$ экв/л. При выполнении расчетов использовались соленость и температура морской воды по результатам зондирования (СТД-зонд SBE19+). На последних станциях (июнь–июль) в верхней части водного слоя ($0\text{--}20$ м) наблюдался высокий градиент солености. В таких случаях выполнялось измерение солености непосредственно в отобранной пробе морской воды.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В период наблюдений верхняя часть водного слоя имела отрицательную температуру, близкую к температуре замерзания морской воды, причем толщина этой части водного слоя увеличивалась от ~ 10 м в декабре до $\sim 20\text{--}25$ м в конце апреля. Температура воды под этим слоем изменялась от $-0,543\text{ }^\circ\text{C}$ до $-1,667\text{ }^\circ\text{C}$, составляя в среднем на глубине более 50 м $-1,12 \pm 0,37\text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 2). С января по май наблюдалась трехслойная структура вод: однородный 10-метровый слой холодной воды, близкой к замерзанию, термоклин до глубины 50 м и придонные «теплые воды». Температура придонных вод на глубине более 100 м составляла $-0,95 \pm 0,24\text{ }^\circ\text{C}$, а соленость $34,26 \pm 0,04$ psu. Согласно [1, 13] присутствие теплого придонного слоя указывает на наличие ядра вод, которые, по-видимому, можно отнести к трансформированным атлантическим водам, проникающим из моря Лаптевых вдоль восточного склона каньона в пр. Шокальского.

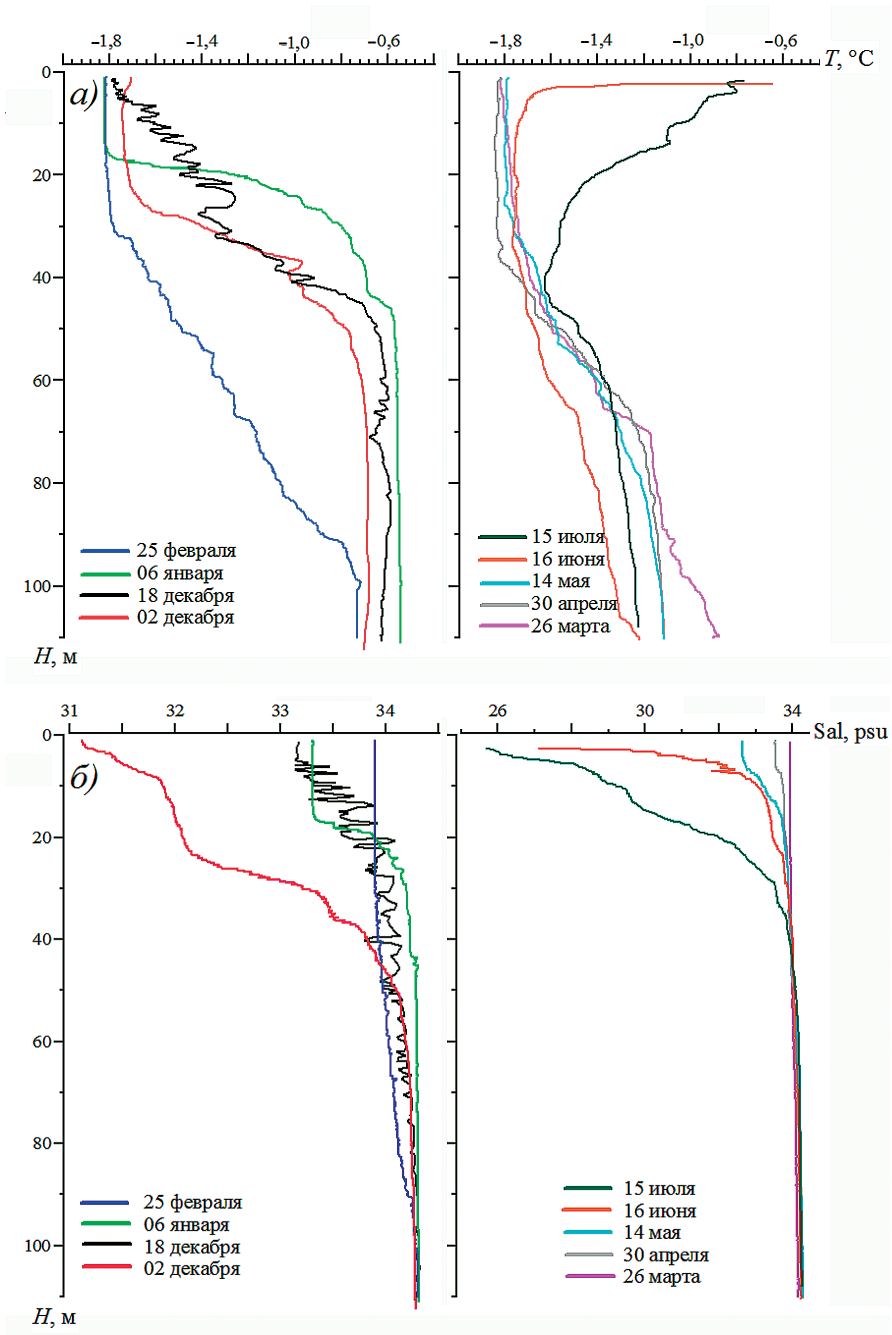


Рис. 2. Вертикальные профили температуры (а) и солености (б) на станции «Ледовая база Мыс Баранова» (с января по июль 2019 г.)

Fig. 2. The vertical profiles of temperature (a) and salinity (b) at “Cape Baranov Ice Base”

Значения гидрохимических характеристик на горизонтах 5 и 100 м

Table

Values of hydrochemical characteristics at 5 and 100 m horizons

Параметр	Горизонт 5 м			Горизонт 100 м		
	Среднее	Минимум	Максимум	Среднее	Минимум	Максимум
θ , °C	-1,72±0,18	-1,850	-0,926	-0,95±0,24	-1,323	-0,543
Sal, psu	32,9±1,3	27,431	33,983	34,26±0,04	34,144	34,389
NTA, мэкв/кг	2,38±0,04	2,337	2,503	2,328±0,005	2,316	2,338
Si, мкмоль/кг	5,4±1,7	3,6	8,6	4,9±0,4	4,3	5,5
O ₂ , мкмоль/кг	355±23	335	421	318±4	310	324
NO ₃ ⁻ , мкмоль/кг	3,4±1,3	0,1	4,5	5,8±0,3	5,2	6,2
pH при 15 °C	7,88±0,04	7,84	7,99	7,87±0,01	7,85	7,88

Охлаждение теплого придонного слоя завершилось в конце апреля, далее его температура испытывала незначительные колебания. В результате конвекции происходило перемешивание вод по вертикали (см. рис. 2), температурные градиенты сглаживались, а соленость изменялась незначительно.

Как показал анализ гидрологической структуры вод, выполненный на основе полученных данных в предыдущие годы наблюдений [14], структура вод в местах зондирования носит неустойчивый характер не только в весенне-летний, но и в зимний период. Отмечались значительные миграции слоев термоклина и пикноклина, изменения в них градиентов и мощности самих слоев, что, вероятнее всего, вызвано приливно-отливными течениями, которые носят реверсивный характер.

Для более точной характеристики вод поверхностного слоя и уточнения их генезиса рассмотрим гидрохимические параметры, полученные по данным наших наблюдений на станции в 2018–2019 гг.

В таблице представлены средние за период наших наблюдений значения температуры, солености, нормированной щелочности ($NTA = 35 \cdot (TA/Sal)$), силикатов, кислорода, нитратов и pH, характерные для поверхностных и глубинных вод.

Из данных, приведенных в таблице, видно, что наибольшие вариации гидрохимических характеристик и солености наблюдаются в поверхностных водах. Временной ход гидрохимических характеристик позволяет выделить четыре периода изменчивости поверхностных вод, продолжительность которых показана на графике солености (рис. 3a).

В декабре (1-я фаза) в поверхностном слое наблюдаются распресненные воды, характеризующиеся повышенными значениями NTA и Si, являющихся маркерами речных вод. На рис. 4a показаны зависимости NTA и TA от солености для начального периода наблюдений на горизонтах 2, 5 и 10 м.

Зависимость между общей щелочностью и соленостью аппроксимируется линейным уравнением ($m = 41$, $R^2 = 0,96$):

$$TA = 0,034 \cdot Sal + 1,13, \quad (1)$$

где TA — общая щелочность, мэкв/кг; Sal — соленость воды, psu.

Уравнение (1) описывает изменение щелочности при смешении двух типов вод. Если распреснение морской воды вызывается речным стоком, то свободный член в уравнении является оценкой щелочности речной воды. Если в распреснении дополнительно участвуют воды, получающиеся при таянии льда и снега, величина свобод-

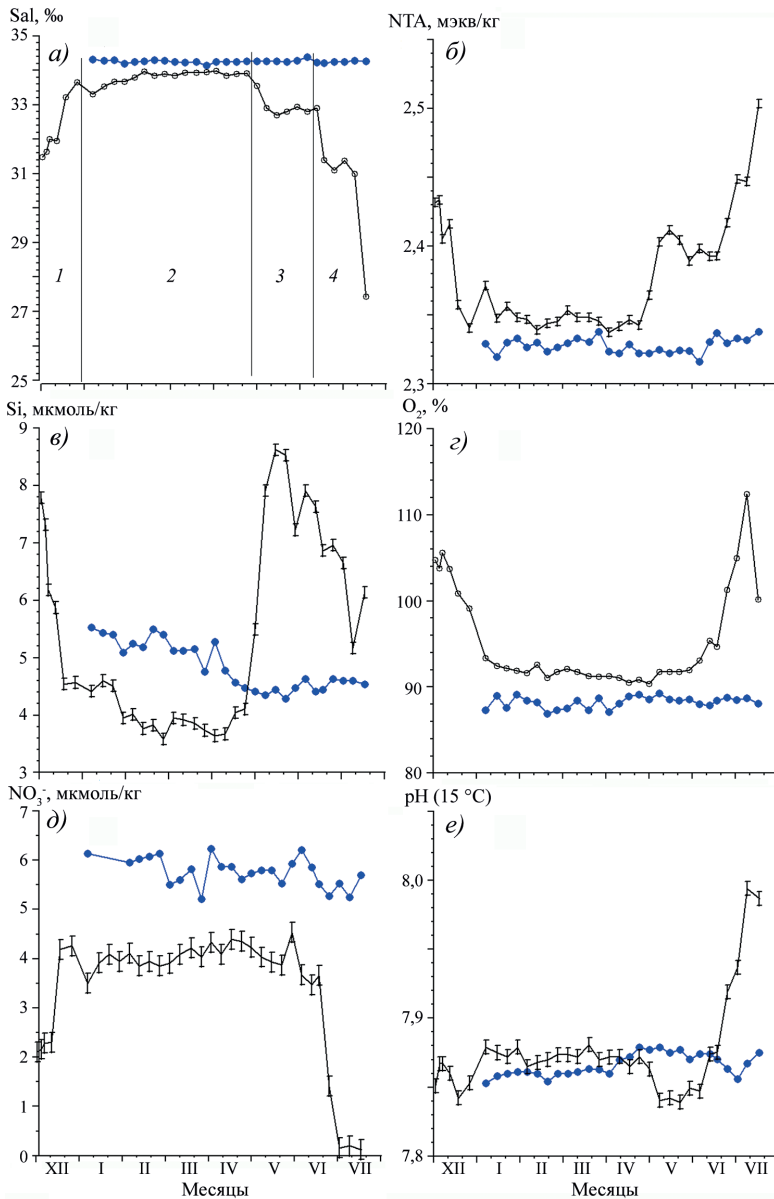


Рис. 3. Изменчивость солёности и гидрохимических характеристик поверхностных вод (5 м — чёрный) и глубинных вод (100 м — синий)

a — солёность; *б* — нормированная щёлочность; *в* — содержание кремния; *г* — степень насыщения кислородом; *д* — содержание нитратов; *е* — значение pH. На горизонте 5 м для NTA, Si, NO_3^- и pH показана погрешность измерений (стандартное отклонение)

Fig. 3. Variations of salinity and hydrochemical characteristics at 5 m horizon (black) and 100 m depth (blue).

a — salinity; *б* — NTA; *в* — dissolved inorganic silicate concentration; *г* — oxygen saturation; *д* — nitrate concentration; *е* — pH. Standard deviations for NTA, Si, NO_3^- and pH are shown at 5 m horizon

ного члена будет меньше щелочности речной воды, а если соленость морской воды увеличивается вследствие образования льда, величина свободного члена будет выше щелочности речной воды [15]. Полученное значение свободного члена 1,1 мэкв/кг хорошо согласуется со средней годовой концентрацией неорганического углерода, поступающего с водами Оби и Енисея, равной 1,15 ммоль/л [16]. Поскольку основной формой неорганического углерода в речных водах, как правило, являются гидрокарбонат-ионы, концентрация неорганического углерода 1,15 ммоль/кг может быть принята в качестве оценки средней щелочности речных вод, поступающих в Карское море из Оби и Енисея. Этот факт позволяет предположить, что распределение, наблюдаемое в 1-ю фазу, может быть вызвано стоком Оби и Енисея.

В поверхностном слое в декабре наблюдалось пересыщение вод кислородом (рис. 3з), причем наибольший кислород наблюдался на горизонте 10 м (степень насыщения достигала 130 %). Наряду с этим в декабре поверхностные воды имели пониженную концентрацию нитратов (рис. 3д). Такие гидрохимические показатели характерны для периода активного функционирования фитопланктона, продолжающегося в Карском море до октября [17]. Следовательно, наблюдаемый в декабре поверхностный слой в проливе Шокальского формировался в «летнюю» фазу речного стока. Отметим, что «след» фотосинтеза, наблюдаемый отчетливо в декабре, на наш взгляд, свидетельствует о последующей трансформации поверхностного слоя, обусловленной образованием льда (увеличивается процентное содержание растворенного кислорода за счет уменьшения его растворимости, а за счет сдвига равновесия в карбонатной системе, вызванного изменением констант равновесия и падением растворимости CO_2 , увеличивается $\text{P}(\text{CO}_2)$ и уменьшается pH; действительно, высокому содержанию кислорода должно было бы соответствовать более высокое значение pH, чем то, которое наблюдается в эту фазу, рис. 3е). Летние поверхностные воды Карского моря формируются не только при участии речного стока в Карском море, но и при участии вод, образовавшихся при таянии морского льда в летний сезон (Карское море большую часть года покрыто льдом). Из этого следует, что свободный член в уравнении регрессии щелочности на соленость в летний период должен быть меньше щелочности речных вод, участвующих в формировании поверхностного слоя. В рассматриваемом случае этого не происходит. Данное обстоятельство подтверждает предположение, что поверхностные воды, наблюдаемые нами в декабре, подверглись трансформации при образовании льда. Сохранение поверхностного слоя с необычными характеристиками вплоть до декабря обусловлено тем, что практически сразу после прекращения продукционного периода юго-восточная часть Карского моря начинает покрываться льдом [18], причем высокое распределение поверхностных горизонтов в начальный период образования льда препятствует глубокой конвекции, что позволяет поверхностным водам в этом районе сохранить след фотосинтеза — пересыщение кислородом. Простой расчет показывает, что даже при расстоянии 800–900 км от эстуария р. Енисей и Обской губы при скорости течения 8–10 см/с (упомянутой нами выше) распределенные осенние воды достигнут м. Баранова за 90–120 суток (т. е. в декабре).

В течение января–марта (2-я фаза) наблюдается наибольшая соленость поверхностных вод, наименьшие силикаты и нормированная щелочность. Величины гидрохимических характеристик поверхностного слоя наиболее близки к величинам гидрохимических характеристик вод нижележащих горизонтов, что характерно для

условий, в которых имеет место активное вертикальное перемешивание. NTA в поверхностных слоях и в эту фазу выше NTA на горизонте 100 м, что свидетельствует о влиянии (вкладе) речных вод, хотя не проявляющемся столь контрастно вследствие глубокого вертикального перемешивания. Силикаты, наблюдаемые в поверхностном слое в течение этой фазы, меньше силикатов на горизонте 100 м. Данное обстоятельство не должно рассматриваться как противоречащее предположению о вкладе речных вод. Это связано с тем, что силикаты в поверхностном слое интенсивно ассимилируются диатомеями и вследствие этого силикатный след речного стока ослабевает быстрее, чем щелочной. По этой причине можно предположить, что поверхностные воды, наблюдаемые в рассматриваемую фазу, распространяются не непосредственно из Обь-Енисейского района, а из районов, в которых силикатный след сильно ослаблен.

3-я фаза начинается в конце апреля, когда в течение приблизительно 20 дней происходит распреснение верхней части водного слоя, сохраняющееся примерно до середины июня, причем изменения температуры в этот промежуток времени не наблюдается. Здесь, как и в начале декабря, распреснение сопровождается заметным ростом силикатов и нормированной щелочности. Это свидетельствует о том, что распреснение вызывается речными водами. Характер изменения TA и NTA с изменением солености в поверхностном слое (рис. 4б), показывает, что между ростом NTA и уменьшением солености в рассматриваемый период существует высокая корреляция, коэффициент детерминации $R_2 = 0,98$. Зависимость между общей щелочностью и соленостью в водном слое 2–10 м в данном случае аппроксимируется уравнением ($m = 27$, $R^2 = 0,74$):

$$TA = 0,016 \cdot Sal + 1,73, \quad (2)$$

где TA — общая щелочность мэкв/кг; Sal — соленость воды, psu.

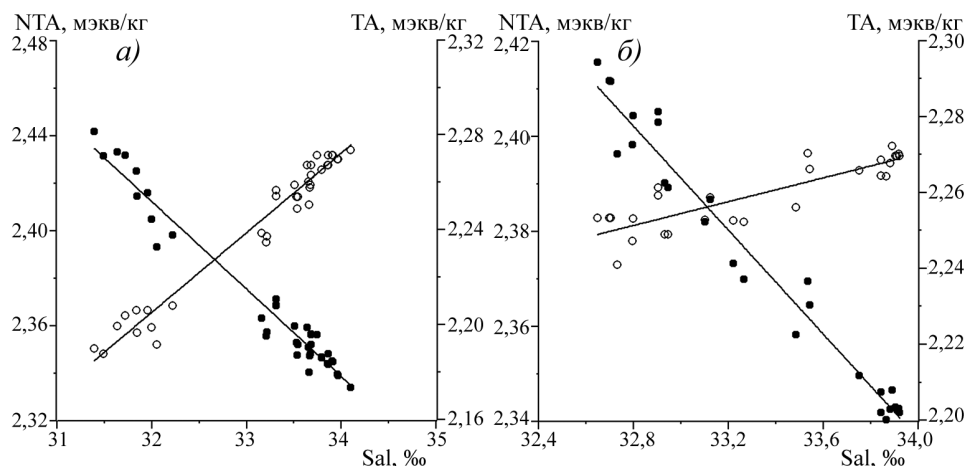


Рис. 4. Зависимость от солености нормированной общей щелочности, NTA (черные кружки) и общей щелочности, TA (белые кружки) в поверхностном слое 2–10 м.

a — с декабря 2018 г. по февраль 2019 г.; *б* — с апреля по май 2019 г.

Fig. 4. Relationship between salinity and NTA (black circles), and total alkalinity TA (white circles) in the upper layer 2–10 m:

a — December, 2018 —February, 2019; *б* — April–May, 2019

В отличие от декабрьского периода для 3-й фазы свободный член в уравнении (2) заметно больше, чем щелочность Оби и Енисея, что может быть обусловлено образованием морского льда [9]. Время, необходимое для распространения пресных вод из Обь-Енисейского района в пролив Шокальского, как отмечалось выше, составляет 90–120 суток, следовательно, наблюдаемые поверхностные воды должны формироваться в январе. В зимний сезон гидрохимические характеристики речных вод, имеющих высокое содержание органического вещества, в значительной степени определяются его окислением, что вызывает рост давления CO_2 и, как результат, — падение pH и уменьшение кислорода. Концентрация кислорода вследствие газообмена меняется существенно быстрее, чем концентрация CO_2 . По этой причине pH сохраняет след окисления органического вещества значительно дольше, чем концентрация кислорода, что объясняет, почему уменьшение pH, наблюдаемое в этот период (см. рис. 3e), не сопровождается падением кислорода. Несмотря на то, что расход речных вод зимой заметно ниже, чем весной и летом [16], след зимнего речного стока может быть обнаружен. Начиная с некоторой толщины льда скорость его роста оказывает слабое влияние на перемешивание верхнего слоя морской воды. Акватория Карского моря покрыта льдом заметной толщины с середины февраля [18], с этого времени, на наш взгляд, могут создаваться условия, благоприятствующие распространению поверхностного распресненного слоя в течение длительного времени, позволяющие наблюдать его в проливе Шокальского.

Начиная с середины июня происходит особенно резкое уменьшение солёности поверхностного слоя, продолжавшееся и на момент окончания наблюдений, 4-я фаза. В этот период, в отличие от 1-й и 3-й фаз, на фоне уменьшения солёности происходит уменьшение концентрации силикатов. Понижение силикатов сопровождается ростом кислорода, насыщение которого в начале июля превышало 110 % на горизонтах 2 и 5 м (с января по май оно составляло немногим более 90 %). Одновременно нитраты, концентрация которых на горизонте 5 м в январе–мае составляла ~ 4,2 мкмоль/кг, в июле исчезают почти полностью, составляя всего 0,1–0,2 мкмоль/кг (рис. 3d). Происходящие изменения (рост кислорода и исчезновение нитратов) являются следствием наступившего цветения фитопланктона. Это подтверждается резким увеличением pH (см. рис. 3e). Зависимость между общей щелочностью и солёностью для этого интервала времени описывается уравнением (3), $m = 19$, $R^2 = 0,97$:

$$\text{TA} = 0,059 \cdot \text{Sal} + 0,3, \quad (3)$$

из которого следует, что щелочность вод, распресняющих поверхностный слой, значительно меньше щелочности речных вод, участвующих в формировании поверхностного слоя в Арктических морях. Данный факт свидетельствует о том, что в конце июня и в июле в распреснение наблюдаемых морских вод дополнительный вклад вносят тающий лёд и снег, питающий речки о. Большевик, которые имеют вследствие этого очень низкую щелочность (менее 0,2 мэкв/кг, по нашим наблюдениям). Следует отметить, что участие в распреснении снега и льда может дополнительно уменьшить концентрацию силикатов, поскольку лёд и особенно снег содержат их очень мало.

Оценка доли речных вод в проливе Шокальского

Можно оценить долю речных вод в проливе Шокальского в период наших наблюдений при допущении, что наблюдаемые воды формируются при смешении трех типов вод: атлантических вод, речных вод и вод, образующихся при таянии морского льда, решая систему из трех уравнений [19]:

$$\alpha \cdot S_{\text{реч}} + \beta \cdot S_{\text{лед}} + \gamma \cdot S_{\text{атл}} = S, \quad (4)$$

$$\alpha \cdot TA_{\text{реч}} + \beta \cdot TA_{\text{лед}} + \gamma \cdot TA_{\text{атл}} = TA, \quad (5)$$

$$\alpha + \beta + \gamma = 1, \quad (6)$$

где $S_{\text{реч}}$, $S_{\text{лед}}$, $S_{\text{атл}}$, S — соленость речных, талых, атлантических и наблюдаемых поверхностных вод; $TA_{\text{реч}}$, $TA_{\text{лед}}$, $TA_{\text{атл}}$, TA — общая щелочность речных, талых, атлантических и наблюдаемых поверхностных вод; α , β , γ — доля речных, талых и атлантических вод в наблюдаемых поверхностных водах.

В отличие от [12] здесь для выполнения оценок приняты следующие характеристики вод, участвующих в смешении: среднее для вод Оби и Енисея $TA = 1,15$ мэкв/кг, $Sal = 0,1$ psu [16]; для атлантических вод $TA = 2,304 \pm 0,004$ мэкв/кг, $Sal = 34,96 \pm 0,02$ psu (данные для АВ, поступающих в котловину Нансена из пролива Фрама, получены одним из нас в 26-м рейсе НЭС «Академик Федоров» и в экспедиции СП-35); для однолетнего льда $TA = 0,345$, $Sal = 5$ psu [20]. Полученные оценки слабо зависят от характеристик льда и сильно зависят от щелочности речной воды. При уменьшении TA речных вод на 20 % оценка доли речных вод увеличивается приблизительно на 25 % для глубинных вод и для летних поверхностных вод приблизительно на 30 %. Как видно на рис. 5, речные воды наблюдаются в проливе Шокальского в течение всего периода наблюдений во всей водной толще. В глубинном слое (горизонт 100 м) доля речных вод составляет ~ 1,5 %. Для сравнения: доля речных вод в поверхностном слое в котловине Нансена западнее 45° в.д., не подверженной прямому воздействию речного стока (рис. 5а), не более 1 % [12]. В фазы 1-ю, 3-ю и 4-ю доля речных вод на поверхностных горизонтах достигает

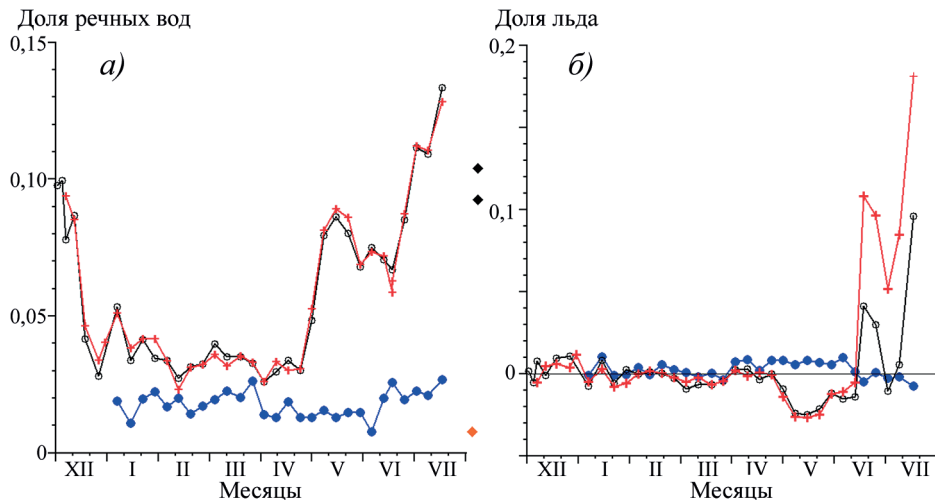


Рис. 5. Доля речных вод (а) и талых вод (льда) (б) в поверхностном слое (2 м — красный, 5 м — черный) и в глубинных водах (100 м — синий). Ромбики в правой части рисунков соответствуют поверхностным горизонтам в проливе Шокальского в августе 2007 г. (черный) и в котловине Нансена западнее 45° в. д. в апреле–июне 2008 г. (оранжевый)

Fig. 5. Fraction of river water (a) and ice-melting waters (b) in the upper layer (2 m — red, 5 m — black) and in deep water (100 m — blue). The rhombi on the right-hand sides of the graphs are the upper layers in the Shokalsky Strait, August, 2007 (black) and in the Nansen Basin west of 45° E, April–June, 2008 (orange)

10 % и более, существенно превышая величину 3–4 %, характерную для большей части зимнего периода, когда водная толща наблюдаемых вод максимально перемешана. Заметная доля речных вод в поверхностном слое в проливе Шокальского наблюдалась также в августе 2007 г. в 26-м рейсе НЭС «Академик Федоров» (рис. 5а).

Средняя интегральная доля речных вод в столбе воды от поверхности до дна в период с января по май составляет $0,03 \pm 0,004$ ($m = 23$). С начала июня, когда в поверхностном слое доля речных вод становится велика, она начинает возрастать и в столбе воды, достигая в конце наших наблюдений в середине июля величины 0,05. Поскольку высокая доля речных вод летнего происхождения наблюдается на периферии Карского моря еще в декабре, можно предположить, что это имеет место в течение всего промежутка времени с июня по декабрь, а значит, доля речной воды в столбе воды в этот промежуток времени может составлять $\sim 0,05$. Если это так, средняя годовая доля речных вод в столбе воды составит $\sim 0,04$.

Доля талых вод (рис. 5б) в глубинном слое (горизонт 100 м) в проливе Шокальского в пределах ошибки измерения равна нулю. Это же имеет место и в поверхностном слое в 1-ю и 2-ю фазы. В 3-ю фазу на поверхностных горизонтах она отрицательная ($-0,03$), что является явным следствием образования льда. В 4-ю фазу, когда начинается интенсивное таяние льда, доля талых вод сравнивается с долей речных вод, превышая 0,10. В августе 2007 г. доля талых вод на поверхностном горизонте в проливе Шокальского составляла 0,06–0,07 (см. рис. 5б). Доля талых вод в поверхностном слое в котловине Нансена западнее 45° в. д. в весенне-летний период 2008 г. (см. рис. 5б) не более 0,015 [12]. Выше отмечалось, что поверхностные воды, наблюдаемые в декабре, трансформированы за счет образования морского льда, хотя доля талой воды не принимает отрицательные значения, она близка к нулю. Это может объясняться тем обстоятельством, что в декабре наблюдаются поверхностные воды летнего происхождения, которые изначально должны содержать заметную долю талых вод. Понижение доли талых вод практически до нуля как раз и является следствием образования морского льда. Средняя интегральная доля талых вод во всей толще водного слоя за период наблюдений в пределах ошибки измерений равна нулю. Отсутствие отрицательных значений доли талых вод, по-видимому, свидетельствует о том, что распреснение, вызываемое речным стоком в среднем компенсирует изменение солености, обусловленное образованием морского льда.

Можно показать, что средняя годовая оценка доли речных вод, полученная нами в проливе Шокальского, вполне реальна. Общий материковый сток в Карское море составляет $1350 \text{ км}^3/\text{год}$ ($0,043 \text{ Св}$) [16]. Годовая оценка общего выноса вод из Карского моря по результатам численного моделирования составляет $\sim 1,8 \text{ Св}$ [8]. Тогда средняя доля речных вод в Карском море при условии их полной и равномерной аккумуляции в бассейне моря, α , составит $0,043/1,8 = 0,024$. Это по порядку величины удовлетворительно согласуется с нашей оценкой, выполненной в проливе Шокальского. То, что наша оценка в 1,7 раза выше, может объясняться тем, что речные воды, поступающие в Карское море, главным образом распространяются в восточном направлении.

ВЫВОДЫ

Вертикальное распределение гидрологических характеристик в проливе Шокальского вблизи мыса Баранова характеризуется значительной сезонной изменчивостью. В период наблюдений с декабря 2018 г. по июль 2019 г. наиболее сильная

изменчивость химических параметров вод отмечалась в поверхностном слое. Комплексный анализ этих параметров, в первую очередь нормированной общей щелочности и силикатов как маркеров речных вод, а также нитратов, кислорода и рН, позволил выделить 4 фазы временной изменчивости гидрохимических характеристик в поверхностном слое:

1-я фаза — декабрь, в течение которого при пониженной солености наблюдаются высокие силикаты и NTA, пересыщение кислородом, пониженные нитраты. Это происходит вследствие поступления в пролив Шокальского поверхностных вод, формируемых в Карском море в «летний» сезон под влиянием стока Оби и Енисея;

2-я фаза — январь — первая половина апреля. В этот период соленость поверхностных вод наибольшая, поверхностный слой имеет наибольшую толщину, а силикаты и нормированная щелочность имеют наименьшие за период наших наблюдений значения. В эту фазу в проливе Шокальского распространяются поверхностные воды, сформированные в период интенсивного вертикального перемешивания в осенне-зимний период;

3-я фаза — конец апреля — май, в течение которого начинающееся распреснение сопровождается быстрым ростом силикатов и NTA на фоне уменьшения рН. В этот период времени в районе наблюдений в проливе Шокальского наблюдаются поверхностные воды, в формировании которых участвует зимний речной сток;

4-я фаза — с июня до конца наблюдений (15 июля). В это время происходит значительное и резкое уменьшение солености, рост NTA, при одновременном возрастании кислорода и рН, а также падении концентраций всех биогенных веществ, включая силикаты, что объясняется распреснением, дополнительно вызываемым тающим льдом и снегом, а также начавшимся цветением фитопланктона.

Выполнена оценка доли речных вод и вод, образующихся при таянии морского льда. Средняя годовая доля речных вод в столбе воды составляет ~ 4 %, для талых вод этот показатель близок к нулю. В период заметного распреснения поверхностных вод (декабрь, май–июль) доля речных вод достигает десяти и более процентов. Таяние морского льда, начинающееся в июле, дает вклад в распреснение поверхностного слоя до 10 %, что сравнимо с вкладом речных вод. Влияние образования льда на гидрохимические характеристики поверхностного слоя наиболее заметно в 1-ю и 3-ю фазы.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена в рамках плановой научной тематики ААНИИ по теме 1.5.3.3 ЦНТП Росгидромета.

Благодарности. Авторы благодарят за поддержку администрацию Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН и лабораторию полярных и морских исследований им. О.Ю. Шмидта.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. This work was carried out as a part of the AARI planned scientific topic under the project 1.5.3.3 of the Targeted Scientific and Technical Program (TSTP) of Roshydromet.

Acknowledgements. The authors are grateful for the support to the administration of the V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute and the Otto-Schmidt-Laboratory for Polar and Marine Research at the AARI.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г.В., Пнюшков А.В., Смирнов А.В., Вязилова А.Е., Глок Н.И. Влияние притока из Атлантики на содержание пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 4. С. 363–388.
2. Alekseev G.V., Bulatov L.V., Zakharov V.F. Fresh water freezing/melting cycle in the Arctic Ocean. The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Ed. Lewis E.L. et al. Kluwer Academic Press, 2000. P. 589–608.
3. Чернявская Е.А., Тимохов Л.А., Карпий В.Ю., Малиновский С.Ю. Межгодовая изменчивость характеристик поверхностного слоя и галоклина Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 4. С. 404–426.
4. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. Л.: Главное управление навигации и океанографии МО СССР, 1980. 184 с.
5. Алекин О.А., Бражникова Л.В. Сток растворенных веществ с территории СССР. М.: Наука, 1964. 144 с.
6. Osadchiev A.A., Pisareva M.N., Spivak E.A., Shchuka S.A., Semiletov I.P. Freshwater transport between the Kara, Laptev, and East-Siberian seas // Scientific Reports. 2020. V. 10. 13041. doi:10.1038/s41598-020-70096-w.
7. Kubryakov A., Stanichny S., Zatsepin A. River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 176. P. 177–187. doi:10.1016/j.rse.2016.01.020.
8. Pantelev G., Proshutinsky A., Kulakov M., Nechaev D.A., Maslowski W. Investigation of the summer Kara Sea circulation employing a variational data assimilation technique // J. Geophys. Res. 2007. № 112. C04S15. doi:10.1029/2006JC003728.
9. Harms I.H., Karcher M.J., Dethleff D. Modelling Siberian river runoff — implications for contaminant transport in the Arctic Ocean // Journal of Marine Systems. 2000. V. 27. P. 95–115.
10. Бородин В.А. Краткие результаты работы зимовочного состава и сезонных групп на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» в 2015–2016 годах // Российские полярные исследования. 2017. № 1 (27). С. 12–17.
11. Современные методы гидрохимических исследований океана. М.: ИО АН СССР, 1992. 200 с.
12. Недашковский А.П. Гидрохимическая изменчивость в верхнем квазиоднородном слое вдоль траектории дрейфа станции «Северный полюс 35» // Океанология. 2012. Т. 52. № 4. С. 498–508.
13. Махитас А.П., Соколов В.Т. Научно-исследовательский стационар «Ледовая база Мыс Баранова» — летний полевой сезон 2014 г. // Российские полярные исследования. 2014. № 3 (17). С. 10–12.
14. Бородин В.А., Ковалев С.М., Шушлебин А.И. Пространственная неоднородность строения ровного припайного льда в районе научно-исследовательского стационара «Ледовая база Мыс Баранова» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 4. С. 351–364.
15. Yamamoto-Kawai M., Tanaka N., Pivovarov S., Timokhov L.A. Freshwater and brine behaviors in the Arctic Ocean deduced from historical data of $\delta^{18}\text{O}$ and alkalinity (1935–2002 AD) // J. Geophys. Res. 2005. № 110. C1. P. C10003.1–C10003.16.
16. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
17. Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И., Хлебонашев П.В. Сезонная изменчивость первичной продукции фитопланктона Карского моря по спутниковым данным // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 103–117.
18. Обзорные ледовые карты СЛО. URL: <http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=94> (дата обращения 16.05.2020).

19. Anderson L.G., Jutterstrom S., Kaltin S. Variability in river runoff distribution in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. C01016. doi: 10.1029/2003JC001773.
20. Недашковский А.П., Хведынич С.В., Петровский Т.В. Щелочность морского льда высокоширотной Арктики (наблюдения на дрейфующей станции «Северный полюс-34») и оценка роли арктического льда в обмене CO₂ // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 61–69.

REFERENCES

1. Alekseev G.V., Pniushkov A.V., Smirnov A.V., Viazilova A.E., Glok N.I. Influence of inflow from the Atlantic on the fresh water content in the upper layer of the Arctic basin. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 363–388. [In Russian].
2. Alekseev G.V., Bulatov L.V., Zakharov V.F. Fresh water freezing/melting cycle in the Arctic Ocean. The Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Ed. Lewis E.L. et al. Kluwer Academic Press, 2000: 589–608.
3. Cherniavskaia E.A., Timokhov L.A., Karpiv V.Y., Malinovskiy S.Y. Interannual variability of parameters of the Arctic Ocean surface layer and halocline. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 404–426. [In Russian].
4. Atlas Okeanov. Severniy Ledovityy Okean. Atlas of the Arctic Ocean. Main Department of Navigation and Oceanography of the USSR Ministry of Defense, 1980: 184 p. [In Russian].
5. Alekin O.A., Brazhnikova L.V. Stok rastvorenykh veschestv s territorii SSSR. Discharge of dissolved substances from the territory of the USSR. Moscow: Nauka, 1964: 144 p. [In Russian].
6. Osadchiv A.A., Pisareva, M.N., Spivak, E.A. Shchuka S.A., Semiletov I.P. Freshwater transport between the Kara, Laptev, and East-Siberian seas. *Sci Rep*. 2020, 10: 13041. doi:10.1038/s41598-020-70096-w.
7. Kubryakov A., Stanichny S., Zatsepin A. River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data. *Remote Sensing of Environment*. 2016, 176: 177–187. doi:10.1016/j.rse.2016.01.020.
8. Pantelev G., Proshutinsky A., Kulakov M., Nechaev D.A., Maslowski W. Investigation of the summer Kara Sea circulation employing a variational data assimilation technique. *J. Geophys. Res*. 2007, 112: C04S15. doi:10.1029/2006JC003728.
9. Harms I.H., Karcher M.J., Dethleff D. Modelling Siberian river runoff — implications for contaminant transport in the Arctic Ocean. *Journal of Marine Systems*. 2000, 27: 95–115.
10. Borodkin V.A. Brief results of the work of the wintering personnel and seasonal teams on the “Cape Baranov Ice base” in 2015–2016. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Investigations. 2017, 1 (27): 12–17. [In Russian].
11. *Sovremennye metody gidrokhimicheskikh issledovaniy okeana*. Modern methods of hydrochemical ocean research. Moscow: P. P. Shirshova Institute of Oceanology Academy of Sciences of USSR, 1992: 200 p. [In Russian].
12. Nedashkovsky A.P. Hydrochemical variability in the surface mixed layer along the drift path of the North Pole 35 Station. *Oceanology*. 2012, 4 (52): 467–477.
13. Makshtas A.P., Sokolov V.T. “Cape Baranov Ice base” scientific station in summer season of 2014. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Investigations. 2014, 3 (17): 10–12. [In Russian].
14. Borodkin V.A., Kovalev S.M., Shushlebin A.I. Spatial heterogeneity of the structure of flat landfast ice in the area of the research station «Cape Baranov» Ice base». *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 4 (64): 351–364. [In Russian].
15. Yamamoto-Kawai M., Tanaka N., Pivovarov S., Timokhov L.A. Freshwater and brine behaviors in the Arctic Ocean deduced from historical data of δ¹⁸O and alkalinity (1935–2002 AD). *J. Geophys. Res*. 2005, 110 (C1): C10003.1–C10003.16.

16. Romankevich E.A., Vetrov A.A. *Cykl ugleroda v Arkticheskikh moryah Rossii*. The carbon cycle in the Russian Arctic seas. Moscow: Nauka, 2001: 302 p. [In Russian].
17. Demidov A.B., Sheberstov S.V., Gagarin V.I., Khlebopashev P.V. Seasonal variability of the primary production of phytoplankton in the Kara Sea according to satellite data. *Okeanologiya*. Oceanology. 2017, 1 (57): 103–117. [In Russian].
18. *Obzornye ledovye karty Severnogo Ledovitogo Okeana*. Overview maps of the Arctic Ocean. Available at: <http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=94> (accessed 16.05.2020).
19. Anderson L.G., Jutterstrom S., Kaitin S. Variability in river runoff distribution in the Eurasian basin of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.* 2004, 109: C01016. doi: 10.1029/2003JC001773.
20. Nedashkovskii A.P., Khvedynich S.V., Petrovskii T.V. Alkalinity of sea ice in the high-latitude Arctic according to the surveys performed at North Pole drifting station 34 and characterization of the role of the Arctic ice in the CO₂ exchange. *Okeanologiya*. Oceanology. 2009, 1 (49): C. 61–69.